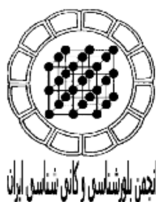
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۳۷۵ تا ۳۹۲



شیمی کانی و دماسنجی کلریت‌های دایک‌های تاخیری کانسار مس-مولیبدن پورفیری سونگون، شمال غرب ایران

امین اله کمالی*[۱]، محسن موید[۲]، محمد فدائیان[۳]

۱- پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، پژوهشکده حفاظت و مرمت آثار تاریخی-فرهنگی، گروه باستان سنجی و علوم طبیعی، تهران، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

۳- دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۷/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۰/۱۷)

چکیده: کانی‌های گروه کلریت دارای گستره وسیعی از ترکیب شیمیایی هستند که نشان دهنده شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور آنهاست. در این پژوهش، از روش زمین دماسنجی کانی کلریت برای تعیین دمای دگرسانی دایک‌های تاخیری کانسارمس-مولیبدن پورفیری سونگون واقع در شمال غرب ایران استفاده شده است. براساس داده‌های ریزپردازشی، تغییرات ترکیبی کلریت بازتاب دهنده تفاوت شگرف در مقدار عناصر سیلیسیم، آلومینیوم، آهن و منیزیم در این دایک‌هاست. ترکیب شیمیایی کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) در گستره‌ی پیکنوکلریت از نوع کلینوکلر و دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1c) در گستره پنین ازنوع شاموزیت قرار دارند. کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c) و دیوریت پورفیری (DK3) غنی‌شدگی از Mg-کلریت و دایک ریزدیوریتی (MDI) غنی‌شدگی از Fe-کلریت داشته و در رده کلریت‌های سه هشت وجهی قرار دارند. میانگین دمای تشکیل کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری DK1a, DK1b, DK1c، و دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) به ترتیب ۲۸۷،۱۳۳،۲۳۷،۲۲۱ و ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد است. این دما اشاره به اثر سیال‌های گرمابی در تشکیل کلریت دارد و نشان می‌دهد که کلریت‌های منطقه مورد بررسی را می‌توان با عملکرد اثر سیال های داغ شکل گرفته از ماگما در ارتباط دانست. روابط میان مقدار SiO_2 و دمای تبلور در دایک‌های تأخیری سونگون همبستگی معکوس و شدیدی نشان می‌دهند، به طوری که کلریت‌های با دمای بالا در این دایک‌ها مقدار Si کمتری نسبت به کلریت‌های متبلور شده در دماهای پایین دارند. از این‌رو، مقدار سیلیس کلریت این دایک‌ها می‌تواند شاخصی از دمای تبلور آن‌ها باشد. کلریت‌ها دارای تغییرات ترکیبی و جانشینی‌های اتمی مشخصی هستند که بازتابی از دمای تبلور آن هاست.

واژه‌های کلیدی: *کلریت؛ دماسنجی؛ دایک تاخیری؛ سونگون.*

مقدمه

کلریت کانی معمول سنگ‌ساز در انواع سنگ‌های رسوبی، دگرگونی درجه پایین و هوازده گرمابی در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی است [۲،۱]. کلریت همچنین فراورده‌ی فرآیند دگرسانی کانی‌های فرومنیزین چون پیروکسن‌ها، آمفیبول‌ها و بیوتیت در سنگ‌های آذرین است که در دمای حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار چند کیلوبار شکل می‌گیرد. کانی‌های گروه کلریت، فیلوسیلیکات‌های آبداری بوده که دارای ساختارهای بر پایه نسبت ۲:۱ لایه‌های چاروجهی- هشت وجهی و کاتیون‌های هشت وجهی بین لایه‌ای هستند که به‌طور منظم به‌صورت متناوب قرار دارند. فرمول بلور شیمیایی عمومی کلریت‌ها بر اساس ۱۴ اکسیژن به صورت: (OH)8 O10 (RxR3+y?6-x-y)VI6 (SizR3+4-z)IV4، $R^{2+} = Fe^{2+}, Mg^{2+}, Mn^{2+}, R = R^{2+}$+Fetot; بوده که

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۸۴۵۲۲۱۳، پست الکترونیکی: a.kamali@richt.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.12.5]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.375]

و تهیجای هشت Ni^{2+}, Co^{2+}, Zn^{2+}, and Cu^{2+}; $R^{3+} = Al^{3+}$ وجهی است [۳].

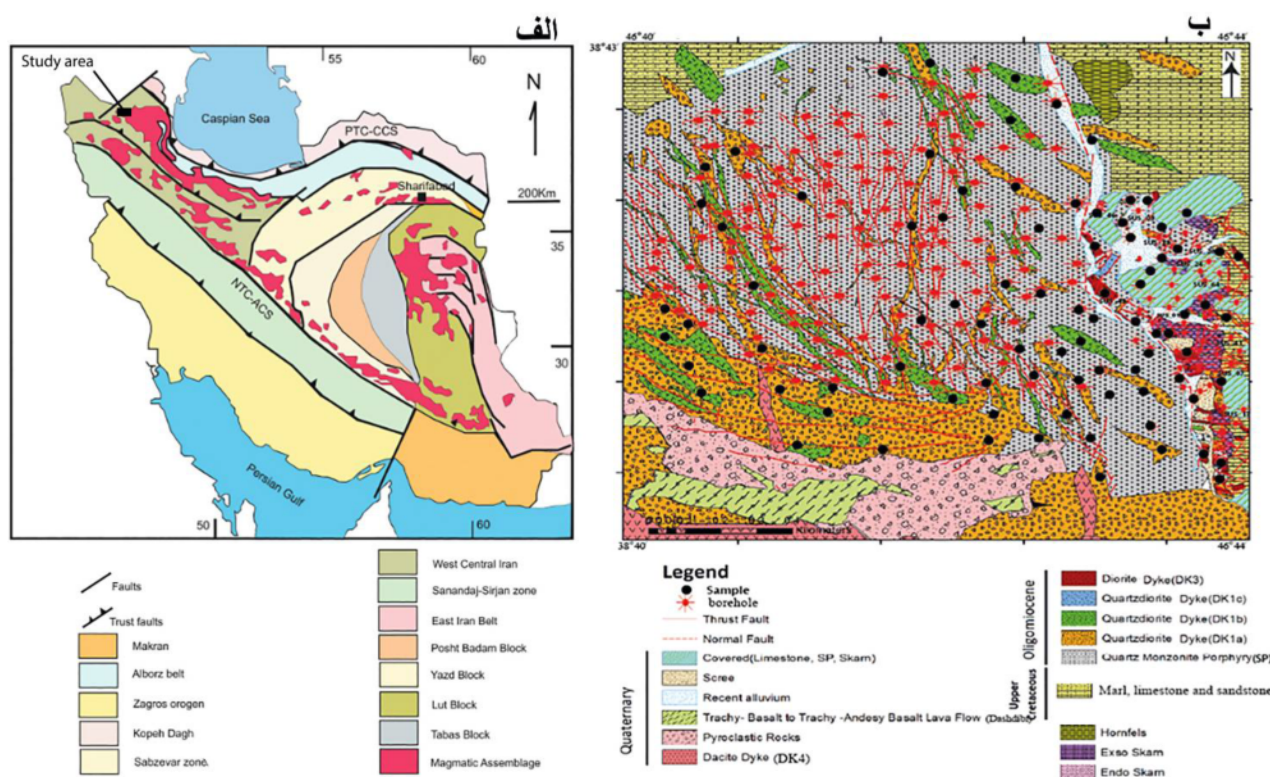
بررسی‌های انجام شده توسط پژوهشگران مختلف نشان داده‌اند که برخی از متغیرهای شیمیایی کانی کلریت به شدت به دمای تبلور آن وابسته هستند[۴]. تغییرات ترکیب شیمیایی کانی کلریت اطلاعات مفیدی درباره شرایط فیزیکوشیمیایی تشکیل آنها فراهم می‌کند [۵،۶]. کلریت گستره وسیعی از تغییرات ترکیبی را به وسیله سه جانشینی اصلی نشان می‌دهد این جانشینی‌ها عبارتند از: :

(i.e., Fe^{2+}□ Mg, Tschermak$Al^{IV}Al^{VI}$□Si (Mg, Fe^{2+}), and di-trioctahedral 3(Mg, Fe^{2+} □? + $2Al^{VI}$where? = octahedral vacancy).

این تغییرات ترکیبی به شرایط دما-فشار و ترکیب شیمیایی و خصوصیات فیزیکوشیمیایی محیط حساسیت دارند [۷، ۸]. این خصوصیات به اندازه کافی دقیق هستند که بتوان از کانی کلریت به عنوان یک زمین‌دماسنجی شیمیایی استفاده کرد و از آن برای تخمین دمای تشکیل استفاده شود. فاکتور اصلی کنترل کننده ی ترکیب کلریت در فرایندهای هیدروترمال دما است، بنابراین می تواند به عنوان یک ژئوترمومتر مورد استفاده قرار گیرد. همچنین، تاکنون توسط پژوهشگران مختلف، مطالعاتی در زمینه کلریت‌های ناشی از دگرسانی گرمابی انجام شده است که شامل بررسی شیمی کانی و دماسنجی می‌شود [۹-۱۱]. در این پژوهش، کانی شناسی، شیمی کانی و سازوکار تشکیل کلریت در منطقه سونگون بررسی گردیده است. همچنین به منظور ارزیابی دمای تشکیل، از روش‌های متداول زمین دماسنجی کلریت به عنوان فراورده دگرسانی گرمابی استفاده شده است.

زمین شناسی عمومی

کمربند مهم مس ایران با داشتن سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی فراوان، در راستای شمال غرب تا جنوب شرق کشیده شده است [۱۲]. بخش عمده آن را کمربند ارومیه - دختر که میزبان بسیاری از ذخایر و معادن مس پورفیری است تشکیل می‌دهد و ذخیره مس سونگون در شمال غرب کشور بر آن قرار دارد (شکل ۱ الف). قدیمی‌ترین واحد سنگی منطقه را سنگ‌های آهکی و شیلی نازک تا متوسط لایه تشکیل می‌دهند.



شکل ۱ الف) نقشه ساختاری ایران و موقعیت معدن سونگون [۱۲]. ب) نقشه زمین شناسی معدن مس سونگون با اصلاحات کلی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.12.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.375]

سنگواره‌های موجود در این واحد سنی معادل کرتاسه پسین (کامپانین-ماستریشتین) را نشان می‌دهند [۱۳]. این سنگ‌ها با توده کوارتزمونزونیت پورفیری قطع‌شده‌اند. قدیمی‌ترین تپ نفوذی توده کوارتز مونزونیتی باردار سونگون بوده که حامل کانی سازی مس-مولیبدن پورفیری است. سن سنجی‌های مطلق انجام شده به روش Ar-Ar [۱۴] سن ۲۰٫۶۹ میلیون سال را بدست داده است. همچنین سن توده سونگون پورفیری به روش U-Pb ۲۷٫۶۵ میلیون سال تعیین شده است [۱۴]. آقا زاده و همکاران [۱۵] نیز براساس روش U-Pb سن ۲۱ میلیون سال (میوسن آغازی) را گزارش نموده‌اند. مرز توده سونگون پورفیری با سنگ‌های آهکی کرتاسه در شمال و شرق منطقه معدنی موجب پیدایش پهنه اسکارنی شده است (شکل۱ ب).

پهنه‌های اسکارنی در منطقه کانسارسونگون به‌صورت عدسی-های بسیار کشیده و جدا از هم پراکنده هستند (شکل ۲). هورنفلس‌ها بیشتر در لبه اسکارن شرقی در گمانه‌ها که حجم بالایی نیز دارند، دیده می‌شوند. فعالیت‌های ماگمایی پس از جایگیری توده کوارتز مونزونیتی به صورت تزریق سامانه دایک-های متعدد درون توده و سنگ‌های کربناتی بوده است. این دایک‌ها براساس تقدم و تاخر به هشت دسته تقسیم می‌شوند. دایک‌های نسل اول شامل دایک‌های دیوریت پورفیری تا کوارتزدیوریت پورفیری (DK-1) و فراوان‌ترین دایک‌های موجود در توده سونگون پورفیری هستند. بررسی‌های صحرائی و مغزه‌های به دست آمده از حفاری نشان می‌دهد که سه نوع متفاوت از این دایک‌ها در توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند که برحسب قدمت زمانی و نوع دگرسانی به سه دسته DK1c, DK1a, DK1b, تقسیم شده‌اند [۱۶]. در سطح کاواک تنها می‌توان رخنمون دایک‌های DK1a و DK1b را دید. براساس سن‌سنجی‌های انجام شده به روش U-Pb [۱۵،۱۴] سن نفوذ به ترتیب ۲۰٫۵۷ و ۱۹٫۸۵ میلیون سال برای این دایک‌ها تعیین گردیده است. دایک DK1b، دایک DK1a را قطع می‌کند. به روش U-Pb، سن این دایک را ۱۹٫۲۸ میلیون سال برآورد نموده‌اند (شکل ۲ ب). دایک DK1c در بخش کاواک در گمانه‌ها مشاهده شده، اما در بخش اسکارن شرقی معدن برونزد دارد. همچنین این دایک نیز دایک‌های DK1a و DK1b را قطع می‌کند. دایک دیوریت – گابرو (DK-2) درون معدن سونگون دیده نشده است و نمونه‌های مربوط به این دایک‌ها در خارج از کاواک و در ضلع شمال شرقی آن وجود دارند. دایک‌های دیوریت پورفیری (DK3) در توده سونگون پورفیری تزریق شده‌اند و همچنین دایک‌های نسل اول DK1 را نیز قطع می‌کنند. دایک ریزدیوریتی (MDI)، در گمانه‌های SUS_01, 03, 07, 17, 41, 43, 44, 46, 52 دیده می‌شود. دایک‌های لامپروفیری (LAM) در سطح منطقه گزارش نشده اما در گمانه‌های SUS_24, 26, 38, 42, 64 دیده شده‌اند.

توده شبه آتشفشانی داسیتی تا ریوداسیتی چال داغی سن پلیوسن دارد. این دم شبه آتشفشانی به درون توده سونگون پورفیری تزریق‌شده است و شاخه‌هایی از آن نیز به شکل دایک (DK-4) در نقاط مختلف توده دیه می‌شود. این دایک‌ها با نهشته‌های سطحی آواری و آذرآواری مربوط به فوران انفجاری کوه داش دیبی پوشیــده می‌شوند. این ویژگی نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی کوه داش دیبی با ترکیب تراکی آندزیت-بازالتی نسبت به کوه چال داغی با ترکیب داسیتی تا ریوداسیتی تأخیر دانسته است.



شکل ۲ الف) نمایی صحرائی از اسکارن شرقی(دید به سمت شمال)، ب)نمایی صحرائی از برخوردگاه اسکارن با توده کوارتزمونزونیت پورفیری (SP) و دایک کوارتزدیوریت پورفیری (Dk1b) (دید به سمت غرب).

روش‌ها

با انجام عملیات صحرایی، ۲۰ نمونه‌برداشت شده و برای بررسی‌های آزمایشگاهی آماده شدند. پس از بررسی‌های سنگ نگاری، تعدادی از نمونه‌ها برای بررسی‌های شیمی‌کانی انتخاب گردید. بررسی شیمی کانی‌های سیلیکاتی برای تعداد ۴۵ نقطه بر کانی‌های کلریت ۵ نمونه از دایک‌های تاخیری (DK1a, DK1b, DK1c, DK3 and MDI) در آزمایشگاه مرکز تحقیقات و فرآوری مواد معدنی ایران با دستگاه Cameca Sx100 (ولتاژ 15kV و جریان 20 nA) و آزمایشگاه ریزپردازش دانشگاه اوکلاهمای آمریکا با دستگاه Cameca SX100 (20 kV, 20 nA, 2mm spot) انجام شد. همچنین تعداد ۴ نمونه با پراش‌سنج پرتو ایکس(XRD) در پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، پودری SIEFERT مدل T2T با شدت جریان 30mA و ولتاژ 40kV بررسی شدند. داده‌های لازم برای شناسایی فازهای بلوری براساس بانک اطلاعاتی PDF2 با نرم افزار High Score Plus Xpert به دست آمدند.

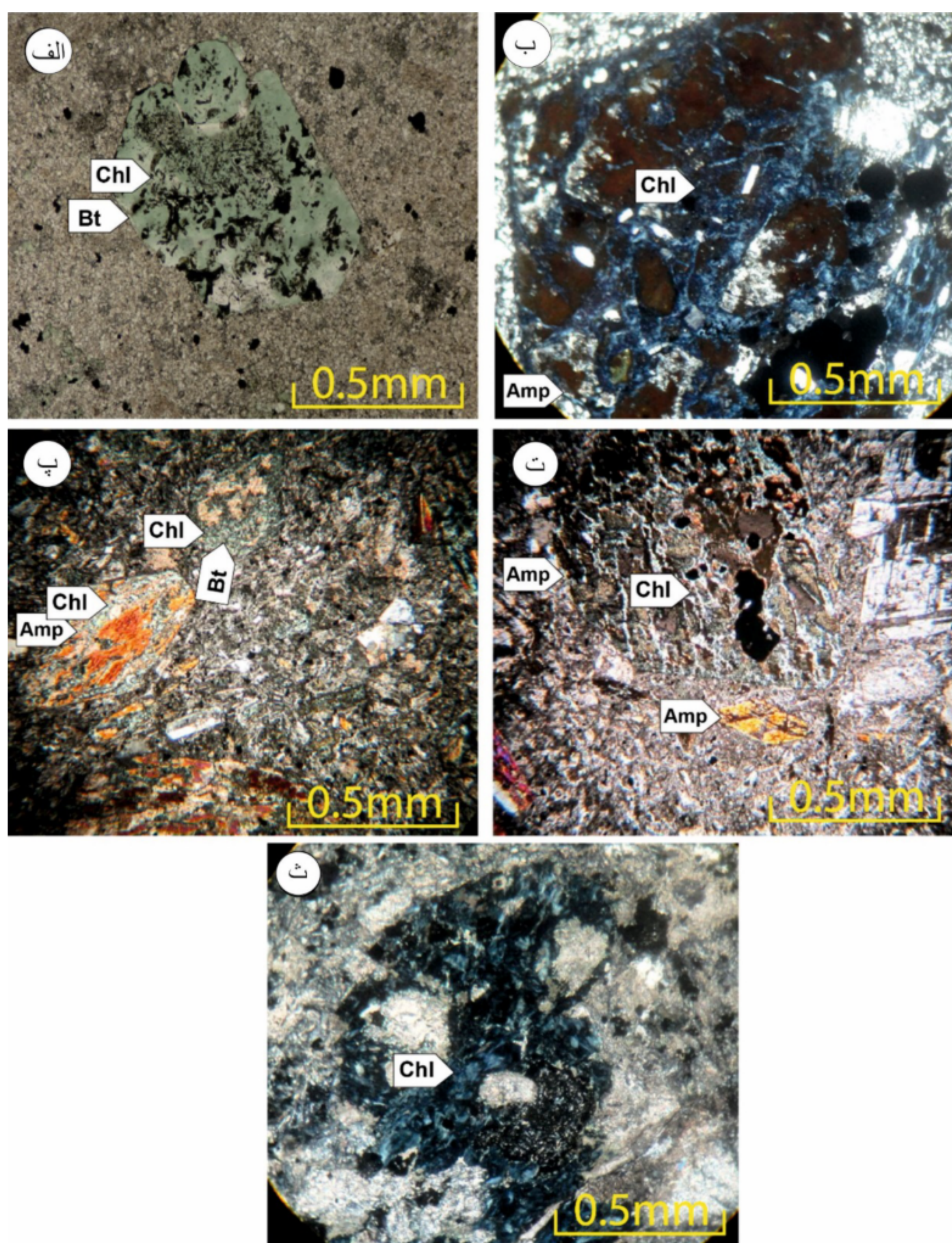
سنگ‌نگاری

دایک‌های کوارتزدیوریت پورفیری (DK1a) دستخوش دگرسانی متوسط تا شدید فیلیک شده‌اند، رنگ آنها خاکستری روشن تا سبز روشن است، اغلب غیر کانی سازی شده هستند و با بلورهای افشان پیریت و گاهی کالکوپیریت همراهی می شوند. کانی‌های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند. ترکیب پلاژیوکلاز این دایک از نوع آلبیت است [۱۷] و به دو صورت درشت بلور و ریزبلور دیده می‌شود آنها به شدت سریسیتی‌شده‌اند و گاهی کلسیتی شدن، کلریتی‌شدن و اپیدوتی شدن نیز دیده می‌شود. این کانی ۵۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. درشت بلورهای بیوتیت شکل‌دار دگرسان به مسکویت، کلسیت، کلریت و کانی تیره در آنها دیده شده (شکل ۳ الف) و ۱۵ تا ۲۰ درصد این سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول‌ها به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار از ریز تا درشت‌بلور هستند که به مجموعه موسکوویت، کلریت و سریسیت تجزیه‌شده‌اند و ۵ تا ۱۰ درصد این سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی در این دایک‌ها ارتوز، کوارتز، زیرکن و آپاتیت بوده و کانی‌های ثانویه، کلریت، مسکویت، کلسیت، اپیدوت و سریسیت هستند. بافت اصلی این دایک‌ها ریزسنگی پورفیری است.

دایک‌های کوارتزدیوریت پورفیری (DK1b) از نظر زمانی نسبت به انواع DK1a تاخیری هستند و دگرسانی بسیار ضعیف فیلیک و دگرسانی به نسبت شدید پروپلیتی از خود نشان می‌دهند؛ رنگ آنها تیره تر بوده و بدلیل دگرسانی پروپلیتی رنگ آنها سبز لجنی تا سبز زیتونی است. کانی‌های اصلی این گروه سنگی شامل پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول است. پلاژیوکلاز از نوع الیگوکلاز [۱۷] به دو شکل ریزبلور و درشت‌بلور شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار در سنگ دیده می‌شود و از لبه‌ها به سریسیت و یا سریسیت + کلسیت تجزیه‌شده‌اند. آنها گاهی به‌شدت سریسیتی و اپیدوتی شده هستند. این کانی ۵۰ تا ۶۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. آمفیبول این دایک از نوع هورنبلند [۱۷] و به‌صورت ریزبلور و نیز درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. این کانی گاهی به‌طور کامل کلریتی، سریسیتی، اپیدوتی، کلسیتی شده و به کانی تیره تجزیه‌شده به‌طوری‌که در بعضی موارد، فقط قالب آن باقیمانده است (شکل ۳ ب). این کانی ۲۰ تا ۳۰ درصد دایک را تشکیل می‌دهد. بیوتیت به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود، این سنگ دچار دگرسانی ضعیف تا شدیدی شده به‌طوری‌که گاهی کاملاً کلریتی و سریسیتی شده است. این کانی ۵ تا ۱۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهد. کانی‌های فرعی در این دایک‌ها شامل اسفن، آپاتیت و کوارتز بوده و مجموعه کانی‌های دگرسانی این گروه سنگی کلریت، اپیدوت، کلسیت و سریسیت هستند. حضور اسفن و اپیدوت بیانگر بالا بودن گریزندگی اکسیژن و اکسیدکلسیم در محیط و در سیال‌های گرمابی است [۱۸]. بافت این دایک‌ها ریزسنگی پورفیری تا پورفیری است.

دایک کوارتزدیوریت پورفیری (DK1c) در نمونه‌های دستی سبز تیره با درشت بلورهای مشخص پلاژیوکلاز سفیدرنگ و کاملا سالم است و دگرسانی خیلی ضعیف پروپیلیتی و به میزان جزئی دگرسانی به کلسیت نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول هستند. پلاژیوکلازها از نوع الیگوکلاز تا آندزین [۱۹] و به‌صورت درشت بلور، ریزسنگ در خمیره و بلورهای کشیده، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار با ماکل چندریخت دیده می‌شوند و دارای منطقه‌بندی هستند. آنها بیشتر از لبه سریسیتی‌شده وگاهی اپیدوتی شده هستند و از نظر حجمی ۳۰ تا ۴۰ درصد درشت بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. آمفیبول این دایک از نوع هورنبلند است [۱۹]. کانی‌های آمفیبول به‌صورت

شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار سالم با ماکل کارلسباد در مقاطع دیده می‌شوند. بلورهای آمفیبول گاهی به اپیدوت، سریسیت، کلریت و کانی تیره تجزیه‌شده‌اند. (شکل ۳ پ). ترکیب بیوتیت‌های این دایک از نوع آنیت -سیدروفیلیت است [۱۹] که به‌صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود و فراوانی آن کمتر از آمفیبول است. این دایک نسبت به بیوتیت دایک‌ها دستخوش دگرسانی کمتری شده است (شکل ۲ پ). کانی‌های فرعی ارتوز، کوارتز و اسفن هستند. مجموعه کانی‌های دگرسانی این گروه سنگی شامل کلریت، اپیدوت و سریسیت است. بافت این دایک‌ها پورفیری با خمیره ریز تا متوسط است.



شکل ۳ الف) بیوتیت به طور کامل کلریتی شده در دایک کوارتزدیوریت پورفیری (DK1a)، ب) درشت بلور شکل‌دار آمفیبول به طور کامل کلریتی شده در دایک کوارتزدیوریت پورفیری (DK1b)، پ) درشت بلورهای بیوتیت و آمفیبول کلریتی شده در دایک کوارتزدیوریت پورفیری (DK1c)، ت) درشت بلور آمفیبول کلریتی شده در دایک دیوریت پورفیری (DK3)، ث) درشت بلور فرومنیزین کلریتی شده در دایک ریزدیوریتی (MDI).

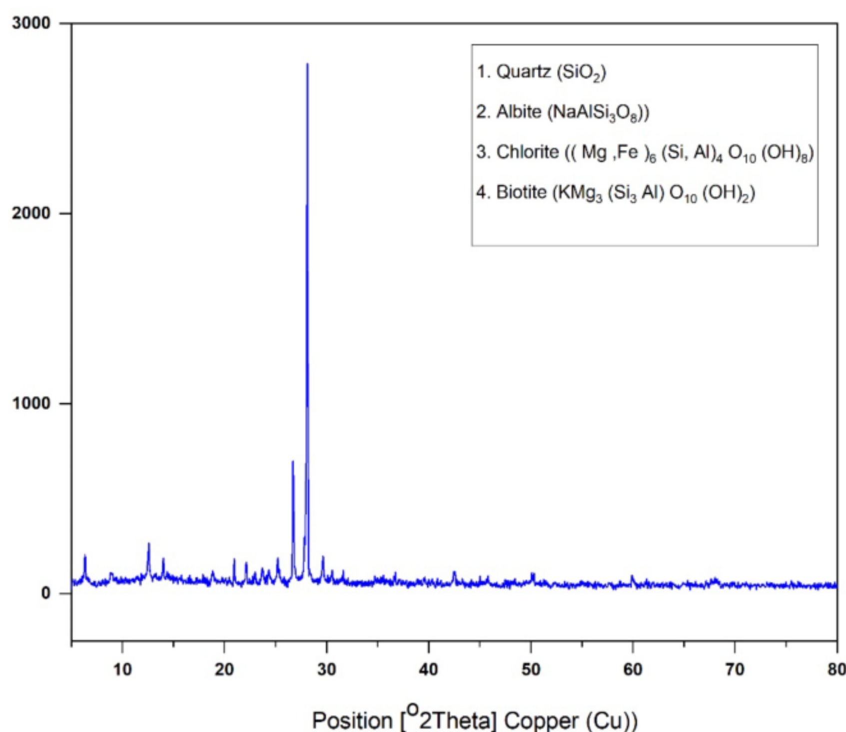
دایک‌های دیوریت پورفیری (DK3) سبز تیره و دارای درشت بلورهای پلاژیوکلاز سالم و سفیدرنگ بوده و گاهی کلریتی و اپیدوتی هستند. در این دایک، بلورهای از ریز تا درشت در نمونه دستی دیده می‌شوند و همچنین گاهی دارای ارتوزهای صورتی درشت‌بلور، آمفیبول و پیریت است. کانی‌های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. ترکیب پلاژیوکلاز این دایک از نوع آندزین [۱۷] و اغلب به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار ریز تا درشت‌بلور است. اثر فرایندهای دگرسانی موجب ظهور کانی‌های ثانویه چون سریسیت، کلریت، کلسیت، کانی‌های رسی و اپیدوت در پلاژیوکلازها گردیده است. آمفیبول این سنگ‌ها از نوع هورنبلند [۱۷] و شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و به‌صورت درشت‌بلور و ریزبلور دیده می‌شود. آنها همچنین دارای ماکل کارلسباد نیز هستند و در اثر دگرسانی کلریتی، اپیدوتی، سریسیتی شده‌اند، به‌طوری‌که گاهی فقط قالبی از آن‌ها باقیمانده است (شکل ۳ ت). کانی‌های فرعی در این دایک‌ها ارتوز، کوارتز، اسفن و آپاتیت هستند. مجموعه کانی‌های دگرسانی این گروه سنگی شامل کلریت، اپیدوت، مسکوویت، کوارتز و سریسیت است. بافت این دایک‌ها ریزسنگی پورفیری تا پورفیری است.

دایک‌های ریزدیوریتی (MDI) در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن مایل به زرد تا کرمی رنگ و به شدت دگرسان شده هستند. کانی‌های اصلی این گروه سنگی پلاژیوکلاز و فرومنیزین هستند. پلاژیوکلاز به‌صورت درشت بلور و ریزبلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. این بلورها حدود ۲۵ تا ۳۰ درصد سنگ را شامل می‌شوند. آنها در اثر دگرسانی سریسیتی، اپیدوتی و کلسیتی شده هستند. ریزسنگ‌های این دایک‌ها حالت جریانی دارند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز در اثر دگرسانی سریسیتی، اپیدوتی و کلسیتی شده هستند. کانی‌های فرومنیزین نیمه‌شکل‌دار و به‌شدت سریسیتی، کلریتی، اپیدوتی و مسکوویتی شده هستند. بلورها از بین رفته و تنها قالبی از آنها برجای‌مانده است (شکل ۳ ث). بافت کلی این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری و پورفیری است.

کلریت در دمای پایین تا متوسط و در اثر دگرسانی بیوتیت و آمفیبول تشکیل می‌شود. کلریت‌ها اغلب بی‌شکل هستند و با چندرنگی ضعیفی از سبز تا سبز پریده و برجستگی کم مشخص می‌شوند. بررسی کانی شناسی به روش پراش پرتوی ایکس (XRD) نشان دهنده دگرسانی همراه با تشکیل کلریت است. براساس نتایج آزمایشگاهی به دست آمده، کانی‌هـای اصلی این سنگ‌ها: کـوارتز، آلبیت، بیوتیت، آمفیبول هستند و کانی ثانویه کلریت است. به نظر می‌رسد که کانی کلریت بر اثر دگرسانی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول در حضور سیال های گرمابی غنی از Mg وFe تشکیل شده است. نتایج پراش پرتو ایکس در جدول ۱ و شکل ۴ آمده است.

جدول ۱ فازهای شناسایی شده در دایک‌های تاخیری معدن مس پورفیری سونگون.

شماره نمونه	شماره مرجع	نتایجXRD×
DK1b	۱۰۵۳-۰۸۵-۰۱ ۰۷۵۲-۰۸۴-۰۱ ۰۷۰۱-۰۲۹-۰۰ ۱۳۳۹-۰۴۲-۰۰	1. (SiO2) کواتز 2. (NaAlSi3O8)) البیت 3. ((Mg ,Fe)6 (Si, Al)4 O10 (OH)8) کلریت 4.(KMg3 (Si3 Al) O10 (OH)2) بیوتیت
DK1a	۰۷۹۸-۰۸۵-۰۱ ۱۴۸۰-۰۴۱-۰۰ ۱۲۷۰-۰۷۹-۰۱ ۰۱۴۹-۰۲۱-۰۰ ۱۴۱۴-۰۴۲-۰۰	1. (SiO2) کوارتز 2. (NaAlSi3O8)) البیت 3. ((Mg ,Fe)6 (Si, Al)4 O10 (OH)8) کلریت 4. (Ca2 (Mg, Fe)5 (Si, Al)8 O22 (OH)2) هورنبلند 5. (KMg3 (Si3 Al) O10 (OH)2) بیوتیت
DK1c	۲۰۹۶-۰۸۷-۰۱ ۱۲۴۶-۰۷۲-۰۱ ۰۱۴۹-۰۲۱-۰۰ ۱۳۳۹-۰۴۲-۰۰ ۱۴۱۴-۴۲-۰۰	1. (SiO2) کوارتز 2. (NaAlSi3O8)) البیت 3. ((Mg ,Fe)6 (Si, Al)4 O10 (OH)8) کلریت 4. (Ca2 (Mg, Fe)5 (Si, Al)8 O22 (OH)2) هورنبلند 5. (KMg3 (Si3 Al) O10 (OH)2) بیوتیت
DK3	۱۴۱۰-۰۸۲-۰۱ ۱۱۴۹-۰۷۹-۰۱ ۰۰۷۸-۰۰۷-۰۰ ۱۱۳۵-۰۷۳-۰۱	1. (SiO2) کوارتز 2. (Na0.499Ca0.491 (Al1.488Si2.506O8)) اندزیت 3. ((Mg ,Fe)6 (Si, Al)4 O10 (OH)8) کلریت 4.(Al3.2Ca3.4Fe4.0K0.6Mg6.0Na1.0Si12.8O44 (OH)4) آمفیبول



شکل۴ الگوی XRD برای دایک DK1b.

بحث و بررسی

شیمی کلریت

نتایج تجزیه کلریت‌های دایک‌های تاخیری بر اساس ۱۴ اتم اکسیژن محاسبه و در جدول ۲ آورده شده است. مجموع اکسیدهای اصلی این کانی بین ۸۵/۸۷ تا ۹۲/۴۱ است. علت کم بودن مقادیر مجموع اکسیدهای کانی کلریت وجود OH در شبکه این کانی به فرمول (Mg, Fe+2, Fe+3, Mn, Al)6 (Si, Al)4 O10)(OH)86) است. در ساختار بلور کلریت، بین کاتیون Al+3 با کاتیون Si+4 ازیکسو، و بین کاتیون Al با کاتیون‌های Fe+2 و Mg+2 از سوی دیگر جانشینی‌های گسترده‌ی اتمی روی می‌دهد، به‌طوری که کاتیون Al می‌تواند در دو جایگاه چاروجهی و هشت‌وجهی وارد شود. در جایگاه چاروجهی، Al جانشین Si می‌شود و ازاین‌رو، افزایش مقدار Al در این جایگاه، با کاهش مقدار Si همراه است. در شبکه بلوری کلریت‌ها، نسبت‌های کاتیونی Al و Si به ترتیب در گستره‌های ۱/۷۳ تا ۲/۹۳ و ۲/۷۷ تا ۳/۵۱ تغییر می‌کنند. براساس داده‌های ریزپردازشی، تغییرات ترکیبی کلریت بازتاب دهنده تفاوت شگرف در مقدار عناصر سیلیسم، آلومینیوم، آهن و منیزیم است (شکل ۵). سیلیسم و آلومینیوم تنها تشکیل دهنده‌های ورقه‌های چاروجهی بوده و تشکیل دهنده‌ی ورقه‌های هشت وجهی، Al, Ti, Fe^{2+},Fe^{3+}, Mn, Mg هستند. میانگین نسبت Fe/Mg به در دایک‌های تاخیری (DK1a,DK1b,DK1c and DK3) و ریزدیوریتی (MDI) به ترتیب ۰/۵۲ و ۱/۳۳ بوده که نشان دهنده کلریت‌های نوع منیزیم‌دار و آهن‌دار است. جایگزینی کاتیونی Al^{3+} با Si^{4+} براساس همبستگی معکوس بین AlIV با Si نیز قابل تایید است (شکل ۶ الف). مقدار کاتیون جایگزین شده در AlVI به طور نسبی از مقدار جایگزین شده در جایگاه چاروجهی بیشتر و در گستره ۱/۱۰ تا ۱/۴۵ قرار دارد. مقدار Fe^{2+} در گستره ۰/۹۶ تا ۲/۷۶ و مقدار Mg^{2+} در گستره ۱/۵۸ تا ۳/۲۱ تغییر می‌کند. بر این اساس، در کلریت‌های دایک‌های تاخیری سونگون همبستگی معکوس بین AlVI و Fe^{2+}+Mg^{2+} نشانگر جایگزینی کاتیونی AlVI با Mg^{2+} و Fe^{2+} است (شکل ۶ ب). میانگین مقدار کلسیم در کلریت های مورد بررسی ۰/۰۲۸ است. برای حضور جزئی اسمکتیت، به مقدار بیش از ۰/۱ کلسیم نیاز است. بنابراین به نزدیک صفر بودن مقدار کلسیم در نمونه مورد بررسی، نشانگر نبود اسمکتیت حتی به مقدار جزئی است.

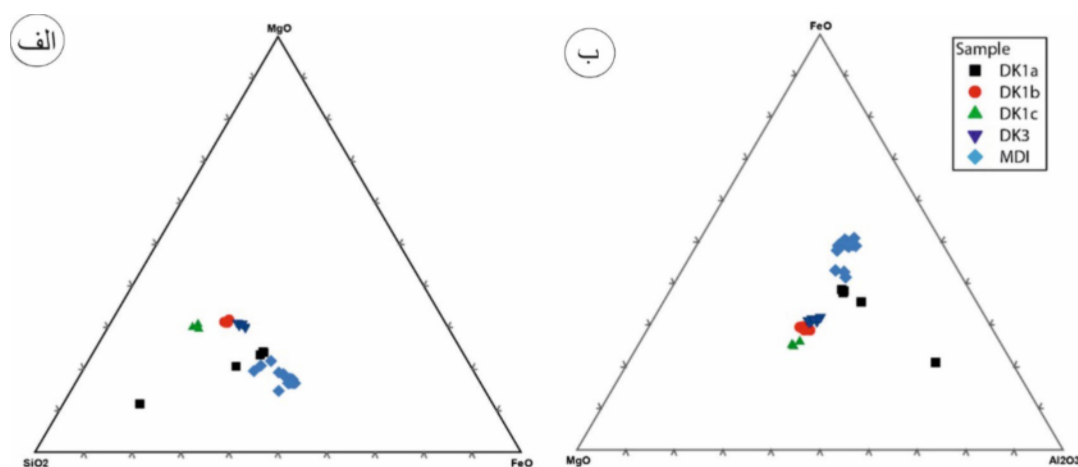
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.12.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.375]

جدول ۲ آنالیز تجزیه ریزپردازشی کانی کلریت، دایک‌های تاخیری معدن مس سونگون.

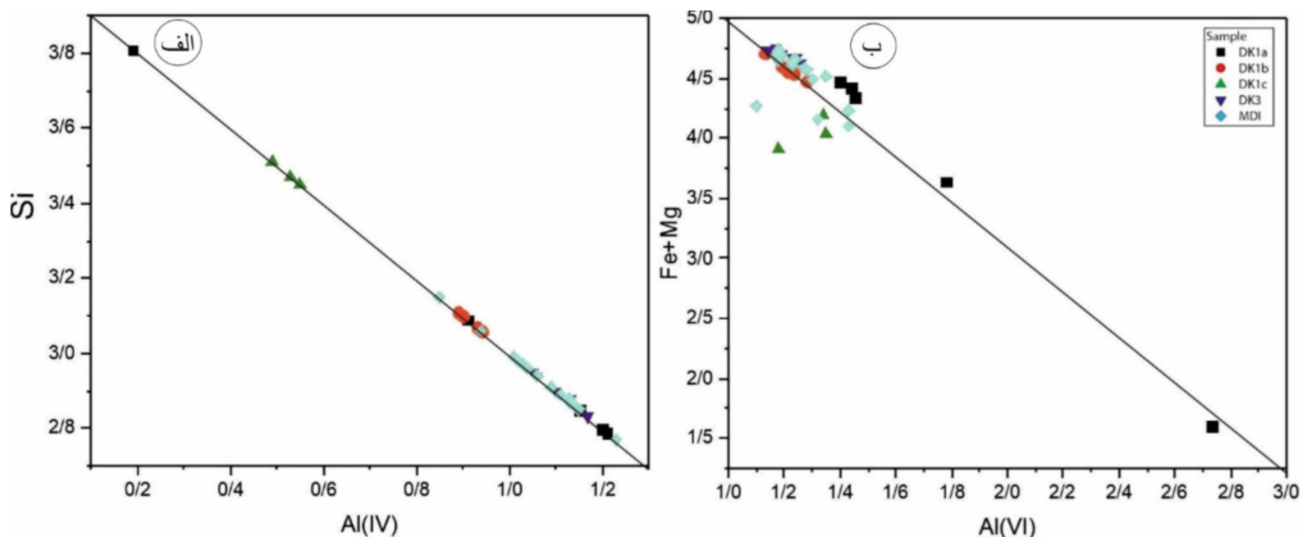
	۳DK		MDI																	
Sample	k8	k9	I1	I2	I3	I4	I5	I6	I7	I8	I9	I10	I11	I12	I13	I14	I15	I16	I17	I18
SiO2	۲۷٫۸۹	۲۸٫۶۳	۲۵٫۶۶	۲۷٫۷۱	۲۶٫۲۱	۲۶٫۲۶	۲۴٫۸۰	۲۶٫۹۳	۲۷٫۳۲	۲۶٫۲۲	۲۸٫۷۱	۲۶٫۷۰	۲۶٫۵۳	۲۶٫۶۴	۲۷٫۷۵	۲۸٫۱۹	۲۸٫۷۴	۲۹٫۵۲	۳۰٫۵۷	۲۷٫۸۷
TiO2	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۲۶	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۷۴	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳
Al2O3	۱۸٫۹۲	۱۹٫۰۸	۲۰٫۲۶	۱۷٫۹۲	۱۸٫۹۳	۱۸٫۴۳	۱۷٫۷۶	۱۹٫۲۶	۱۷٫۶۷	۱۸٫۶۳	۱۷٫۹۶	۱۹٫۲۰	۱۸٫۰۵	۱۸٫۰۱	۱۷٫۵۰	۱۷٫۸۸	۱۷٫۷۹	۲۰٫۵۹	۱۸٫۷۲	۱۸٫۸۱
FeO	۱۸٫۲۰	۱۸٫۱۰	۳۰٫۲۹	۲۹٫۳۴	۳۰٫۳۵	۳۰٫۲۵	۲۷٫۳۴	۳۰٫۱۰	۲۹٫۲۴	۲۹٫۷۴	۲۸٫۸۸	۲۹٫۷۳	۳۰٫۶۷	۳۰٫۵۹	۲۹٫۵۲	۲۹٫۸۷	۲۸٫۹۸	۲۴٫۷۷	۲۳٫۹۳	۲۵٫۸۴
MnO	۰٫۵۴	۰٫۶۲	۰٫۵۳	۰٫۵۰	۰٫۴۳	۰٫۴۶	۰٫۵۶	۰٫۴۷	۰٫۴۷	۰٫۵۳	۰٫۴۰	۰٫۴۹	۰٫۳۳	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۴۹	۰٫۶۰	۰٫۵۷	۰٫۶۹
MgO	۲۰٫۷۱	۲۰٫۹۵	۱۱٫۱۱	۱۳٫۱۷	۱۱٫۲۷	۱۱٫۶۱	۱۰٫۳۷	۱۱٫۳۴	۱۲٫۸۶	۱۲٫۰۷	۹٫۹۶	۱۱٫۹۹	۱۲٫۱۲	۱۱٫۹۱	۱۲٫۸۸	۱۳٫۲۷	۱۳٫۶۴	۱۴٫۲۴	۱۳٫۲۵	۱۵٫۰۸
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۵٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۲۰	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۰۶
Na2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۱۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۹
K2O	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۲۱	۰٫۵۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۲٫۴۱	۰٫۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۱٫۱۰	۱٫۸۱	۰٫۰۴
F	۰٫۱۷	۰٫۱۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۰۴	۰٫۱۵	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۱۴	۰٫۴۷	۰٫۱۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
O=F	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۲۰	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
O=Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۸۶٫۴۰	۸۷٫۵۸	۸۸٫۰۹	۸۸٫۷۷	۸۷٫۶۴	۸۷٫۳۵	۸۶٫۳۵	۸۸٫۹۹	۸۷٫۷۲	۸۷٫۴۰	۸۹٫۴۴	۸۸٫۵۶	۸۷٫۸۸	۸۷٫۸۴	۸۸٫۲۳	۸۹٫۸۲	۹۰٫۱۲	۹۱٫۰۰	۸۹٫۰۳	۸۸٫۵۱
Si	۲٫۸۸	۲٫۹۰	۲٫۷۷	۲٫۹۴	۲٫۸۵	۲٫۸۶	۲٫۷۷	۲٫۸۷	۲٫۹۴	۲٫۸۵	۳٫۰۶	۲٫۸۶	۲٫۸۸	۲٫۸۹	۲٫۹۷	۲٫۹۶	۲٫۹۹	۲٫۹۸	۳٫۱۵	۲٫۹۱
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۲٫۳۰	۲٫۲۸	۲٫۵۸	۲٫۲۴	۲٫۴۲	۲٫۳۷	۲٫۳۳	۲٫۴۲	۲٫۲۴	۲٫۳۹	۲٫۲۶	۲٫۴۲	۲٫۳۱	۲٫۳۰	۲٫۲۱	۲٫۲۱	۲٫۱۸	۲٫۴۵	۲٫۲۷	۲٫۳۲
Fe(2+)	۱٫۵۷	۱٫۵۴	۲٫۷۳	۲٫۶۱	۲٫۷۶	۲٫۷۶	۲٫۵۵	۲٫۶۹	۲٫۶۳	۲٫۷۰	۲٫۵۸	۲٫۶۶	۲٫۷۸	۲٫۷۷	۲٫۶۴	۲٫۶۲	۲٫۵۳	۲٫۰۹	۲٫۰۶	۲٫۲۶
Mn	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Mg	۳٫۱۸	۳٫۱۷	۱٫۷۹	۲٫۰۹	۱٫۸۳	۱٫۸۹	۱٫۷۲	۱٫۸۰	۲٫۰۶	۱٫۹۶	۱٫۵۸	۱٫۹۱	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۲٫۰۵	۲٫۰۸	۲٫۱۲	۲٫۱۴	۲٫۰۴	۲٫۳۵
Ca	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۶۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۲۴	۰٫۰۱
F	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۶	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
OH	۷٫۹۴	۷٫۹۶	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۷٫۹۵	۷٫۹۸	۷٫۹۴	۷٫۹۸	۸٫۰۰	۷٫۹۵	۷٫۸۳	۷٫۹۶	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
Al(IV)	۱٫۱۳	۱٫۱۰	۱٫۲۳	۱٫۰۶	۱٫۱۵	۱٫۱۴	۱٫۲۳	۱٫۱۳	۱٫۰۶	۱٫۱۵	۰٫۹۴	۱٫۱۴	۱٫۱۳	۱٫۱۱	۱٫۰۳	۱٫۰۴	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۰٫۸۵	۱٫۰۹
Al(VI)	۱٫۱۷	۱٫۱۹	۱٫۳۵	۱٫۱۹	۱٫۲۷	۱٫۲۳	۱٫۱۰	۱٫۳۰	۱٫۱۸	۱٫۲۴	۱٫۳۲	۱٫۲۸	۱٫۱۸	۱٫۱۹	۱٫۱۷	۱٫۱۷	۱٫۱۸	۱٫۴۳	۱٫۴۳	۱٫۲۳

ادامه جدول۲ نتایج میکروپروب کلریت.

	DK1a					DK1b					DK1c			DK3						
Sample	a1	a2	a3	a4	a5	b1	b2	b3	b4	b5	c1	c2	c3	k1	k2	k3	k4	k5	k6	k7
SiO2	۲۷٫۱۱	۲۷٫۰۳	۲۷٫۲۸	۳۱٫۰۰	۴۲٫۱۷	۳۰٫۸۲	۳۱٫۵۱	۳۱٫۰۴	۳۰٫۷۰	۳۰٫۳۲	۳۶٫۱۱	۳۴٫۵۲	۳۵٫۹۷	۲۷٫۷۱	۲۸٫۰۳	۲۸٫۰۷	۲۸٫۱۲	۲۹٫۱۲	۲۷٫۹۷	۲۸٫۸۵
TiO2	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۰٫۹۲	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۱۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۴
Al2O3	۲۱٫۴۵	۲۱٫۷۶	۲۱٫۱۵	۲۲٫۸۷	۲۷٫۴۹	۱۷٫۹۴	۱۸٫۱۳	۱۸٫۹۵	۱۷٫۴۵	۱۷٫۳۹	۱۶٫۶۵	۱۴٫۷۵	۱۵٫۹۷	۲۰٫۱۰	۱۹٫۷۹	۲۰٫۲۷	۱۹٫۸۹	۱۸٫۸۱	۱۸٫۱۰	۱۸٫۱۶
FeO	۲۳٫۳۹	۲۲٫۹۳	۲۲٫۵۲	۱۹٫۹۴	۹٫۱۴	۱۵٫۸۷	۱۶٫۶۶	۱۶٫۲۶	۱۶٫۴۲	۱۶٫۵۶	۱۳٫۱۷	۱۱٫۴۹	۱۲٫۷۹	۱۸٫۷۶	۱۷٫۹۹	۱۹٫۰۵	۱۸٫۲۴	۱۷٫۵۹	۱۷٫۵۷	۱۷٫۷۸
MnO	۰٫۱۴	۰٫۱۷	۰٫۲۴	۰٫۱۲	۰٫۰۹	۰٫۳۸	۰٫۴۶	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۴۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۵۵	۰٫۵۰	۰٫۵۵	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۵	۰٫۶۰
MgO	۱۵٫۹۴	۱۵٫۸۶	۱۵٫۲۹	۱۳٫۳۳	۶٫۷۹	۲۱٫۴۱	۲۱٫۷۴	۲۱٫۳۴	۲۱٫۲۶	۲۲٫۰۲	۲۰٫۸۲	۱۹٫۸۱	۲۱٫۷۲	۱۹٫۸۵	۲۰٫۶۱	۲۰٫۳۶	۲۰٫۷۱	۲۱٫۱۸	۲۰٫۰۱	۲۱٫۰۵
CaO	۰٫۰۹	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۳۳	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۳۱	۰٫۴۳	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۱۴	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۱۵	۰٫۱۰	۰٫۱۳
Na2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۲۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۱٫۷۹	۶٫۴۷	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۱٫۷۰	۶٫۰۸	۰٫۲۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱
F	۰٫۲۵	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۰۰	۰٫۰۶	۰٫۲۱	۰٫۳۱	۰٫۰۵	۰٫۲۰	۰٫۲۶	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۱۸	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
O=F	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۱	۰٫۰۰
O=Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۸۸٫۳۰	۸۷٫۸۸	۸۷٫۰۰	۸۹٫۱۲	۹۲٫۲۹	۸۶٫۹۱	۸۹٫۰۴	۸۸٫۳۴	۸۶٫۶۸	۸۷٫۱۳	۸۹٫۲۱	۸۸٫۲۴	۸۶٫۹۳	۸۷٫۱۲	۸۷٫۲۵	۸۸٫۴۶	۸۷٫۶۱	۸۷٫۴۹	۸۴٫۳۱	۸۶٫۶۲
Si	۲٫۸۰	۲٫۷۹	۲٫۸۵	۳٫۰۹	۳٫۸۱	۳٫۱۰	۳٫۱۰	۳٫۰۷	۳٫۱۱	۳٫۰۶	۳٫۴۷	۳٫۴۵	۳٫۵۱	۲٫۸۳	۲٫۸۵	۲٫۸۳	۲٫۸۵	۲٫۹۵	۲٫۹۴	۲٫۹۵
Ti	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al	۲٫۶۱	۲٫۶۵	۲٫۶۰	۲٫۶۹	۲٫۹۳	۲٫۱۳	۲٫۱۰	۲٫۲۱	۲٫۰۸	۲٫۰۷	۱٫۸۸	۱٫۷۴	۱٫۸۳	۲٫۴۲	۲٫۳۷	۲٫۴۱	۲٫۳۸	۲٫۲۴	۲٫۲۴	۲٫۱۹
Fe(2+)	۲٫۰۲	۱٫۹۸	۱٫۹۷	۱٫۶۶	۰٫۶۹	۱٫۳۳	۱٫۳۷	۱٫۳۴	۱٫۳۹	۱٫۴۰	۱٫۰۶	۰٫۹۶	۱٫۰۴	۱٫۶۰	۱٫۵۳	۱٫۶۱	۱٫۵۵	۱٫۴۹	۱٫۵۵	۱٫۵۲
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵
Mg	۲٫۴۵	۲٫۴۴	۲٫۳۸	۱٫۹۸	۰٫۹۱	۳٫۲۱	۳٫۱۹	۳٫۱۴	۳٫۲۱	۳٫۳۱	۲٫۹۸	۲٫۹۵	۳٫۱۶	۳٫۰۳	۳٫۱۳	۳٫۰۶	۳٫۱۳	۳٫۱۹	۳٫۱۴	۳٫۲۱
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Na	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۲۳	۰٫۷۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۲۱	۰٫۷۷	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
F	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
OH	۷٫۹۲	۷٫۹۵	۷٫۹۵	۸٫۰۰	۷٫۹۸	۷٫۹۳	۷٫۹۰	۷٫۹۸	۷٫۹۳	۷٫۹۱	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۷٫۹۸	۷٫۹۶	۷٫۹۷	۷٫۹۴	۷٫۹۹	۸٫۰۰
Al(IV)	۱٫۲۰	۱٫۲۱	۱٫۱۵	۰٫۹۱	۰٫۱۹	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۹۳	۰٫۸۹	۰٫۹۴	۰٫۵۳	۰٫۵۵	۰٫۴۹	۱٫۱۷	۱٫۱۵	۱٫۱۷	۱٫۱۵	۱٫۰۵	۱٫۰۶	۱٫۰۵
Al(VI)	۱٫۴۰	۱٫۴۴	۱٫۴۵	۱٫۷۸	۲٫۷۳	۱٫۲۳	۱٫۲۱	۱٫۲۸	۱٫۱۹	۱٫۱۳	۱٫۳۵	۱٫۱۸	۱٫۳۴	۱٫۲۶	۱٫۲۳	۱٫۲۴	۱٫۲۳	۱٫۱۹	۱٫۱۹	۱٫۱۴



شکل ۵ تغییرات ترکیبی در نمونه‌های کلریت از دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) براساس مقادیر اکسیدهای آهن، منیزیم، آلومینیوم و سیلیسیم.



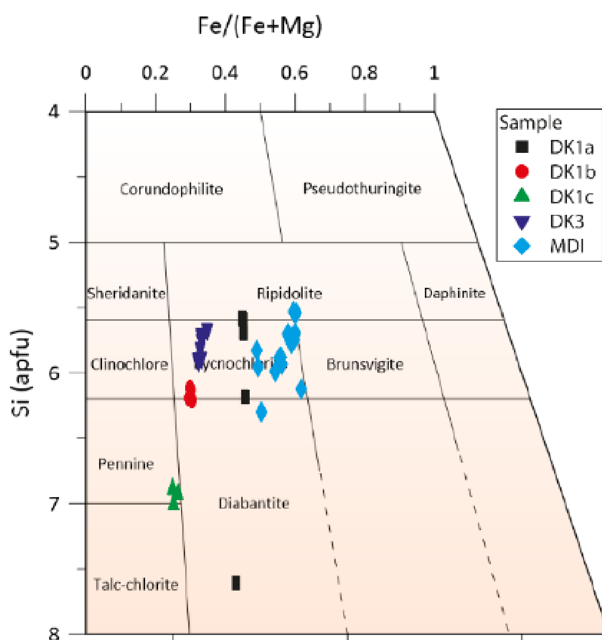
شکل ۶ همبستگی معکوس در الف) نمودار بین Al^{IV} و Si و ب) نمودار Al^{VI} نسبت به $Fe^{2+}+Mg^{2+}$ برای کلریت های مورد بررسی.

به طور کلی، گستره تغییرات مقدار MgO و FeO در کلریت دایک‌های تاخیری معدن مس سونگون به نسبت زیاد است و روابط رشد و کاهش بین آنها وجود دارد که نشان دهنده رواج جایگزینی منیزیم و آهن در کلریت است. تغییرات مقدار سدیم، پتاسیم و کلسیم (مقدار CaO، Na2O و K2O) بسیار کم است. بیشتر کلسیم، سدیم و پتاسیم تقریباً به طور کامل طی مهاجرت، کلریتی شده و از بین می‌رود که درجه کلریت‌شدن سنگ دیواره را نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی آشکارا بین انواع مختلف کلریت متفاوت است.

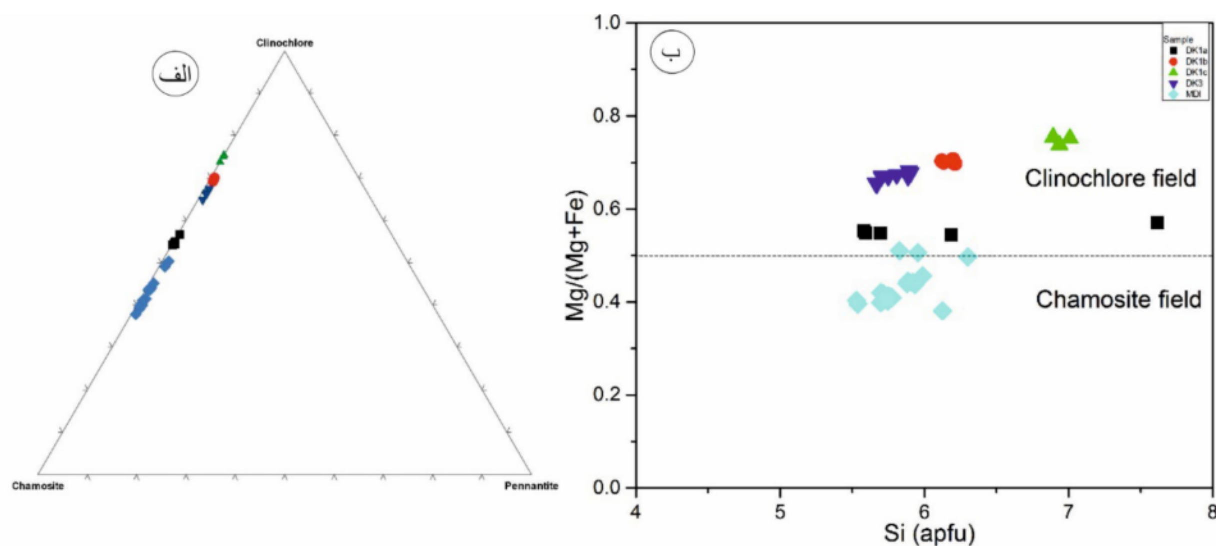
ترکیب شیمیایی کلریت‌های تجزیه‌شده بر نمودار Si نسبت به Fe/(Mg+Fe) نشان شده است [۲۰] (شکل ۷). دیده می‌شود که کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) در گستره‌ی پیکنوکلریت و دایک‌های پورفیری (DK1c) در گستره پنین قرار دارند. در نمودار مثلثی مرجع [۲۱]، نمونه‌های مورد بررسی روی خط کلینوکلر–شاموزیت واقع می‌شوند (شکل ۸ الف). بنابراین برای تفکیک شاموزیت از کلینوکلر از رده‌بندی مرجع [۲۲] استفاده شد که براین اساس، نمونه‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c) و دیوریت پورفیری (DK3) در گستره کلینوکلر و دایک‌های ریزدیوریتی (MDI) در گستره‌ی شاموزیت قرار می‌گیرند شکل ۸ ب. همچنین برای تقسیم‌بندی کلریت بر پایه

غنی بودن از Al, Fe, Mg کلریت و تفکیک دوهشت وجهی از سه هشت وجهی از نمودارهای مثلثی مراجع [۳،۱] استفاده شد که بر این اساس، کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c) و دیوریت پورفیری (DK3) غنی‌شدگی از کلریت Mg و دایک ریزدیوریتی (MDI) غنی‌شدگی از کلریت Fe دارند و در رده کلریت‌های سه هشت وجهی قرار می‌گیرند (شکل ۹ الف و ب).

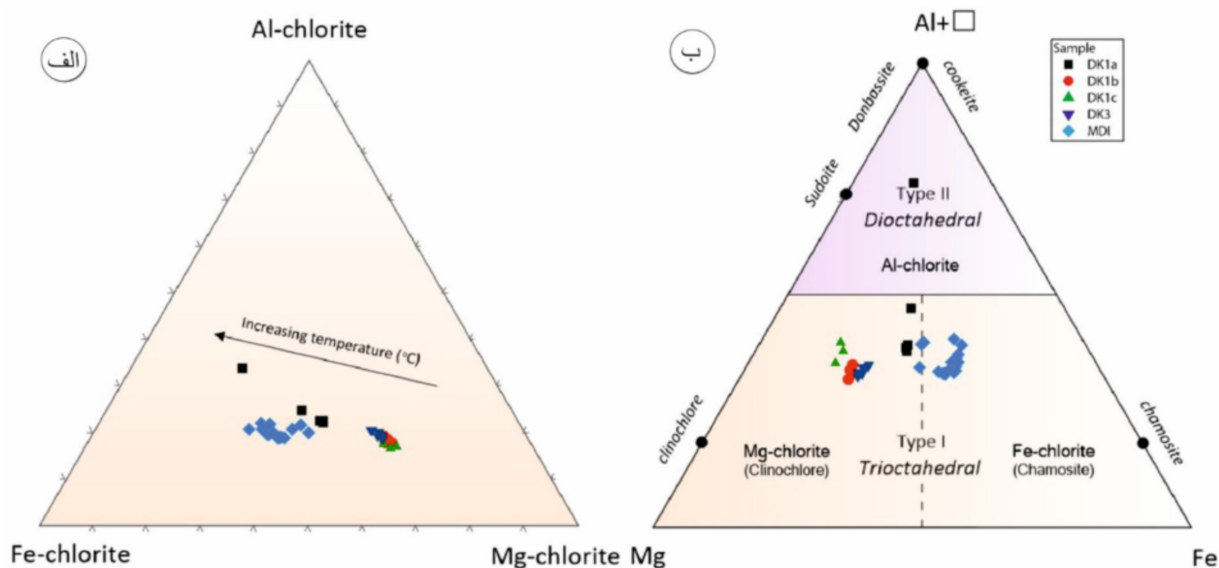
کلریت یک کانی متداول است که در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف از جمله سنگ‌های رسوبی، دگرگونی کم عیار و دگرسانی گرمابی یافت می‌شود [۱].



شکل۷ نمودار Si نسبت به Fe/(Mg+Fe).ترکیب کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی(MDI) [۲۰].



شکل ۸ الف) نمودار مثلثی کلینوکلر، شاموزیت و پنیتیت، که کلریت‌های مورد بررسی دایکهای کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و میکرودیوریتی(MDI) بر خط کلینوکلر-شاموزیت قرار می‌گیرند [۲۱]، ب) نمودار Si نسبت به Mg/(Mg+Fe) که نمونه‌های موردبررسی بیشتر در گستره کلینوکلر قرار دارند، به جز نمونه های ریزدوریتی که در گستره شاموزیت واقع هستند [۲۲].



شکل ۹ کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی(MDI) - الف) نمودار مثلثی کلریت Mg، کلریت Fe، کلریت Al، که نمونه‌های مورد بررسی به سمت کلریت‌های منیزیم دار مایل هستند به جز ریزدیوریت ها که به سمت قطب آهن متمایل شده‌اند [۱] ، ب) نمودار مثلثی Al, Fe, Mg ، که کلریت‌های دایکهای تأخیری در گستره سه هشت وجهی و کلریت‌های منیزیم دار به جز ریزدیوریت ها نزدیک به سمت قطب آهن واقع هستند [۳].

دماسنجی کلریت‌ها

از آنجا که ساختار و ترکیب شیمیایی کانی کلریت می تواند شرایط تشکیل آن را بازتاب دهد، این کانی همواره به عنوان زمین‌دماسنج بکار گرفته شده است. در واقع عامل اصلی کنترل کننده ترکیب کلریت در محیط‌های دگرگونی و گرمابی دماست. از عواملی که رخداد جانشینی اتمی بین کاتیون‌های مختلف را تعیین می‌کند، دمای رخداد جانشینی است. در دماهای بالاتر، ارتعاش گرمایی کل ساختار بیشتر و اندازه مواضع اتمی موجود بزرگتر و در نتیجه گنجایش جانشینی اتمی بیشتر است. به این ترتیب، انتظار تغییرات ترکیبی در دماهای بالاتر نسبت به دماهای پائین‌تر بیشتر است [۲۳، ۲۴]. ویژگی افزایش جانشینی اتمی در دماهای بالا راهی برای تعیین دمای تشکیل کانی‌ها فراهم می‌آورد که خود روشی در بررسی-های زمین- دماسنجی است. اگر درجه‌ی جانشینی اتمی برای یک کانی در دماهای مختلف تعیین شده باشد، ترکیب طبیعی آن کانی می‌تواند دمای تشکیل آن را مشخص کند.

برای محاسبه‌های دماسنجی از روش‌های مختلف [۱، ۴، ۲۳، ۲۵-۳۱] استفاده شد (جدول ۳).

به طور کلی در اکثر ژئوترمومترهای تجربی کلریت، مقدار AlIV ترجیح داده می‌شود که با استفاده از روش هنجار سازی ۲۸ اتم اکسیژن تخمین زده شود (معادله ۱و۷). اما در برخی از ژئوترمومترهای تجربی کلریت، روش هنجار سازی معادل ۱۴ اکسیژن برای مقدار AlIV استفاده می‌شود. با مقایسه ژئوترمومترهای جای خالی و اشغال اکتاهدرال (به‌عنوان‌مثال معادله 2 و 6)، ژئوترمومترهای تجربی کلریت که بر اساس مقادیر AlIV و SiIVبرای هنجار سازی‌های ۱۴ و ۲۸ اتم اکسیژن می‌باشند تغییرات دمایی ناچیزی را نشان می‌دهند. دو ژئوترمومتر کلریت منتخب، که برای روش ۱۴ (معادله ۳) و ۲۸ اتم اکسیژن (معادله۸) ایجادشده است [۱، ۲۱، ۲۵، ۳۲-۳۷].

مک دوول و همکاران [۳۸] نشان دادند که کاهش منظم در نسبت تهجاهای هشت وجهی، افزایش مقادیر منیزیم و آهن کل و کاهش کم مقدار آلومینیوم چاروجهی (AlVI) باعث افزایش دمای تشکیل بر اساس تجزیه‌های ریزپردازشی از میدان زمین‌گرمایی دریای سالتون شده است. براساس این روابط ترکیبی، کتلینو و همکاران [۲۳] یک زمین‌دماسنج تجربی محلول جامد کلریت به‌صورت تابعی از مقدار AlIV بر پایه ۲۸ و ۱۴ اتم اکسیژن (رابطه ۱) و نیز تهیجای هشت وجهی (رابطه

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.12.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.375]

۲) ایجاد کردند. همچنین آن‌ها نشان دادند که AlIV با تهجاهای هشت وجهی همبستگی منفی داشته ولی با افزایش دمای تشکیل، همبستگی مثبت دارد.

Eq1 $106*(\square\square^{\square\square}_{\square_{28}})+18$ (۱)

$$TCN_{Si\text{-}Octahedral vacancy}(^{\circ}C)=\frac{(Octahedral vacancy_{O_{28}}-2.41)*1000}{-8.57}$$ (۲)

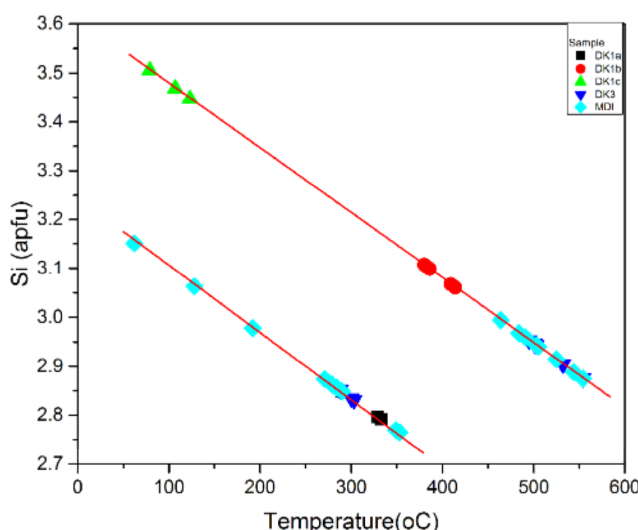
از آنجا که کلریت‌های با نسبت‌های $Fe/(Fe+Mg)$ ممکن است موجب دماهای تشکیل بالاتر گردند، ضرائب تصحیح مختلف $Fe/(Fe+Mg)$ بر اساس رابطه خطی بین AlIV و $Fe/(Fe+Mg)$ توسط چند پژوهشگر به کار رفت تا به مقادیر AlIV در پاسخ به اثر محیطی برای زمین‌دماسنج محلول جامد کلریت بهبود بخشد.

کاوالیریس و همکاران [۲۶] ترکیبات کلریت یک سامانه کانی‌زایی طلای در ارتباط با دم را بررسی کرده و دماهای تشکیل کلریت که براساس تجزیه‌های ریزپردازشگر الکترونی برآورد شده بودند را با دماهای همگن‌سازی میانبارهای سیال ثانویه موجود در درشت‌بلورهای کوارتز مقایسه کردند. این روش می‌تواند با یک معادله درجه دوم که بر پایه نمودار SiIV نسبت به دمای محاسبه‌شده کلریت (شکل ۱۰)، نمایش داده شود:

$$TK_{90-Si}(^{\circ}C)=4833.96-2817.776*(Si^{IV}_{(O_{14})})+419.858*(Si^{IV}_{(O_{14})})^2$$ (۳)

جدول ۳ روابط دماسنجی کلریت.

فرمول	منبع
Eq1 $106*(Al^{IV}_{O_{28}})+18$	[۲۳]
Eq2 $\frac{(Octahedralvacancy_{O_{28}}-2.41)*1000}{-8.57}$	[۲۳]
Eq3 $4833.96-2817.776*(Si^{IV}_{O_{14}})+419.858*(Si^{IV}_{O_{14}})^2$	[۲۶]
Eq4 $319*\left((Al^{IV}_{O_{14}})+\left(0.1*\frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right)\right)-69$	[۲۷]
Eq5 $\frac{(Al^{IV}_{O_{28}}-1.303546)}{0.004007}$	[۲۸]
Eq6 $\frac{((Octahedraloccupancy_{O_{14}})-5.550)}{0.001359}$	[۱]
Eq7 $\frac{((Si^{IV}_{O_{14}})-3.610)}{-0.001327}$ if "Al − chlorite" < 0.20	[۱]
Eq8 $106.99*\left((Al^{IV}_{O_{28}})+1.33*\left(0.31-\frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right)\right)-61.92$ if $\frac{Fe}{(Fe+Mg)}<0.31$	[۳۰]



شکل ۱۰ نمودار SiIV-T برای تعیین دیاگرام دمای تبلور کلریت‌های انتخابی دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و میکرودیوریتی(MDI)، [۲۶] از سامانه دگرسانی.

ژووت [۲۷] یک ژئوترمومتر کلریت را (معادله ۴) با ضریب تصحیح Fe/(Fe+Mg) پیشنهاد کرد که نتایجی مشابه با روش مرجع [۴]، به ویژه برای مقدار Fe/(Fe+Mg) < 0.6، نشان می‌دهد و می‌تواند در سامانه‌هایی با دمای ۱۵۰ تا ۳۲۵ درجه سانتی‌گراد برای کلریت‌های با Fe/(Fe+Mg) < 0.6 استفاده شود:

(۴)

$$TJ_{91-Al^{IV}}(^{\circ}C) = 319 * \left((Al^{IV}_{O_{14}}) + \left(0.1 * \frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right)\right) - 69$$

از آنجا که نسبت Fe/(Fe+Mg) در کلریت‌های دایک‌های تاخیری معدن سونگون کمتر از ۰/۶ است، از این روش زمین دماسنجی می‌توان برای همه دایک‌های تاخیری به جز DK1c استفاده کرد. بر پایه این رابطه، دمای تبلور کلریت‌های انتخابی ۱۸۳ تا ۲۹۸درجه سانتی گراد با میانگین ۲۳۵درجه سانتی گراد است.

هیلیر و ولده [۲۸] یک زمین‌دماسنج کلریتی را بر اساس خط وایازش خطی، با ضریب همبستگی ۰/۸۴ مطرح نمودند، که برای ترکیب شیمیایی کلریت‌های درونزادی (یعنی دما پائین) محاسبه‌شده است:

$$THV_{91-Al^{IV}}(^{\circ}C) = \frac{(Al^{IV}_{O_{28}} - 1.303546)}{0.004007} \quad (۵)$$

در رابطه با جانشینی اتمی صورت گرفته در کلریت‌ها، مقدار AlIV با افزایش دما به طور منظم افزایش می‌یابد. به این ترتیب، نمودار T-AlIV برای تعیین دمای تشکیل کلریت‌ها پیشنهاد شده است (شکل ۱۱). بر این اساس، دمای تبلور کلریت‌ها در گستره ۲۹۵-۱۰۰ درجه سانتی گراد و با میانگین ۲۴۰ درجه سانتی گراد است.

دکریتات و همکاران [۱] بر پایه اشغال هشت وجهی کلریت، و نمودار اشغال هشت وجهی نسبت به دما با خط وایازش خطی با یک ضریب همبستگی به نسبت خوب ۰/۸۹ (شکل ۱۲) دمای تشکیل را محاسبه کردند:

$$TC_{93-Octahedral occupancy}(^{\circ}C) = \frac{((Octahedral occupancy_{O_{14}}) - 5.550)}{0.001359} \quad (۶)$$

این روش که بر اساس رویکرد اشغال هشت وجهی است، در مقایسه با نتایج تجزیه‌های کلریت موجود، دمای تشکیل را تا حدی کمتر برآورد می‌کند.

همچنین آن‌ها مقادیر SiIV چاروجهی کلریت را با دمای تشکیل بر اساس نسبت‌های متفاوت عضو نهایی کلریت Al (برای مثال کلریت Al کمتر از ۰/۲۰، بین ۰/۲۰ تا ۰/۲۴ و بیش از ۰/۲۴) در ارتباط می‌دانند. آنها براساس این روابط خطی، دمای تشکیل را به صورت زیر فرمول‌بندی کردند:

$$TJ_{91-Al^{IV}}(^{\circ}C) = 319 * \left((Al^{IV}_{O_{14}}) + \left(0.1 * \frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right)\right) - 69$$

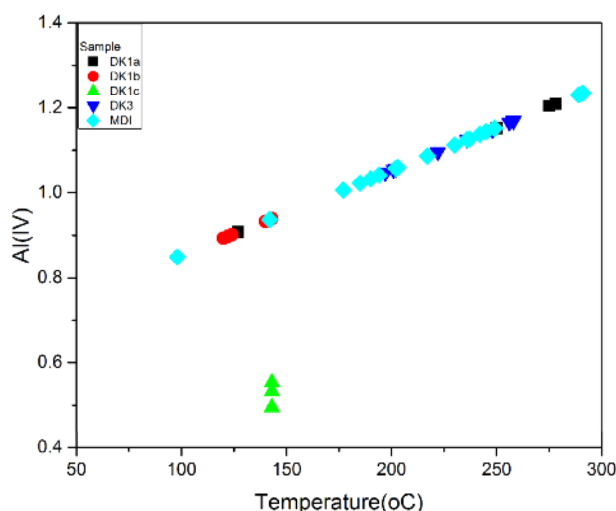
$$TC_{93-Si^{IV}}(^{\circ}C) = \frac{((Si^{IV}_{O_{14}}) - 3.610)}{-0.001327} \; if \; "Al-chlorite" < 0.20$$
$$TC_{93-Si^{IV}}(^{\circ}C) = \frac{((Si^{IV}_{O_{14}}) - 3.233)}{-0.001327} \; if \; 0.24 > "Al-chlorite" > 0.20$$
$$TC_{93-Si^{IV}}(^{\circ}C) = \frac{((Si^{IV}_{O_{14}}) - 2.792)}{-0.000486} \; if \; 0.24 > "Al-chlorite" \quad (۷)$$

در مقایسه با زمین دماسنج اشغال هشت وجهی (رابطه ۶)، برای برآورد دمای تشکیل بر پایه مقدار SiIV رابطه (۷) همبستگی ضعیفی دارد و از این‌رو باید با احتیاط استفاده شود. همبستگی معکوسی بین دمای تبلور کلریت‌های دایک‌های تاخیری معدن مس سونگون و مقدار سیلیس آنها وجود دارد. به این ترتیب، کلریت‌های دارای سیلیس کمتر دمای تبلور بالاتر و کلریت‌های دارای سیلیس بیشتر دمای تبلور پائین‌تری دارند (شکل ۱۳). این امر می‌تواند ناشی از جانشینی سیلیس به جای آلومینیم باشد. به این ترتیب که در دمای بالاتر نخست آلومینیم وارد شبکه کلریت شده و به تدریج با کاهش دما، سیلیس جانشین آلومینیم می‌شود.

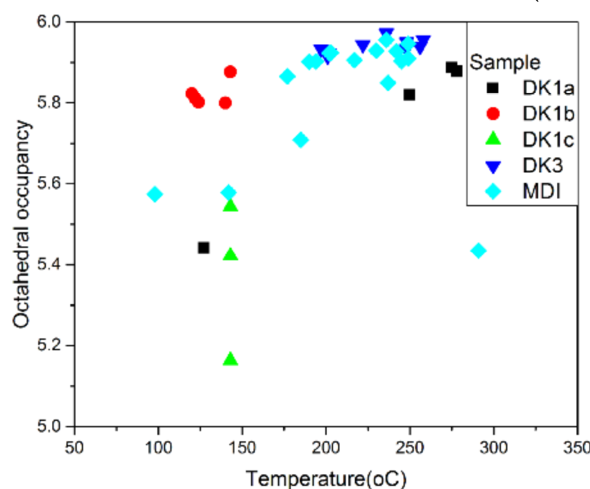
زی و همکاران [۲۹] ترکیب‌های کلریت در سنگ‌های آتشفشانی دگرگونه کمربند دگرگونه سبز تیره باربرتون که شامل بازالت‌ها و داسیت‌هاست، را بررسی کرده و یک زمین-دماسنج کلریت جدید با اصلاح مقدار ۰/۳۱ در نسبت Fe/(Fe+Mg) به صورت زیر پیشنهاد کردند:

$$106.99 * \left((AL^{IV}_{O_{28}}) + 1.33 * \left(0.31 - \frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right)\right) - 61.92 \; if \; Fe/(Fe+Mg) < 0.31$$
$$106.99 * \left((AL^{IV}_{O_{28}}) + 1.33 * \left(0.31 - \frac{Fe}{(Fe+Mg)}\right)\right) - 61.92 \; if \; Fe/(Fe+Mg) > 0.31 \quad (۸)$$

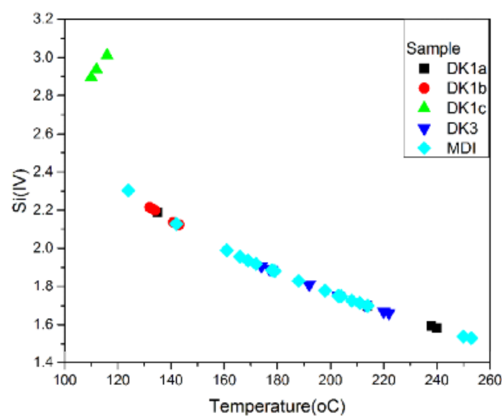
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.2.12.5]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.2.375]



شکل ۱۱ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۲۸] نسبت به Al^{IV} برای کلریت‌های دایکهای کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی(MDI).



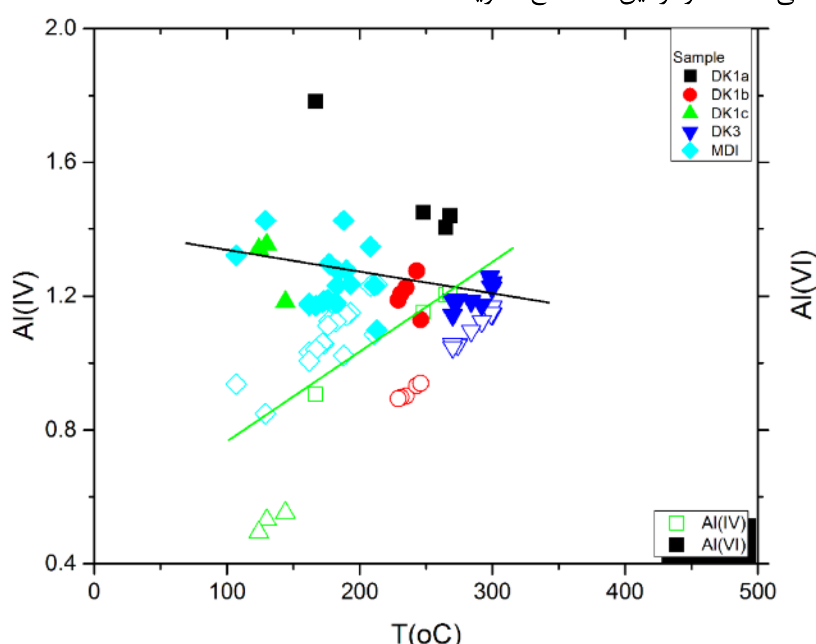
شکل۱۲ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۱] نسبت به اشغال هشت وجهی برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی(MDI).



شکل ۱۳ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۱] نسبت به Si، برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی(MDI).

چنان که در شکل ۱۴ دیده می‌شود، مقدارAlIV با افزایش دما به طور منظم افزایش می‌یابد.

در بیشتر زمین‌دماسنج‌های تجربی کلریت، مقدار AlIV ترجیح داده می‌شود که با استفاده از روش هنجارسازی ۲۸ اتم اکسیژن برآورد شود (روابط ۱ و ۵). اما در برخی از زمین-دماسنج‌های تجربی کلریت، روش هنجارسازی معادل ۱۴ اتم اکسیژن برای مقدار AlIV استفاده می‌شود. با مقایسه زمین دماسنج‌های تهیجا و اشغال هشت وجهی (برای مثال روابط ۲ و ۶)، زمین‌دماسنج‌های تجربی کلریت بر پایه مقادیر AlIV و SiIV برای هنجارسازی‌های ۱۴ و ۲۸ اتم اکسیژن تغییرات دمایی ناچیزی را نشان می‌دهند. دو زمین دماسنج کلریت برگزیده براساس روش ۱۴ (رابطه ۳) و ۲۸ اتم اکسیژن (رابطه ۸) هستند [۱، ۲۱، ۲۵، ۱-۳۷]. میانگین نتایج دماسنجی کلریت‌ها به روش‌های مختلف در جدول ۴ آورده شده است. میانگین دمای تشکیل کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی (MDI) به ترتیب ۲۲۱، ۲۳۷، ۱۳۳، ۲۸۷ و ۱۷۴ درجه سانتی گراد است. این دماها نشان‌دهنده اثر سیال های گرمابی در تشکیل کلریت هستند و نشان می‌دهد که کلریت-های منطقه مورد بررسی را می‌توان با عملکرد سیال های داغ ناشی از ماگما مربوط دانست.



شکل ۱۴ دمای محاسبه شده به روش مرجع [۳۰] نسبت به AlIV و AlVI، برای کلریت‌های دایک‌های کوارتز دیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و ریزدیوریتی(MDI).

جدول ۴ نتایج دماسنجی (برحسب oC) کلریت‌های دایک‌های کوارتزدیوریت پورفیری (DK1a, DK1b, DK1c)، دیوریت پورفیری (DK3) و دایک میکرودیوریتی(MDI).

نمونه	DK1a			DK1b			DK1c			DK3			MDI		
	بیشینه	کمینه	میانگین	بیشینه	کمینه	میانگین	بیشینه	کمینه	میانگین	بیشینه	کمینه	میانگین	بیشینه	کمینه	میانگین
[۲۳]	۲۷۰	۲۰۶	۲۴۱	۲۱۳	۲۰۳	۲۰۷	۱۳۱	۱۱۸	۱۲۵	۲۶۲	۲۳۶	۲۴۹	۲۷۶	۱۹۴	۲۴۲
[۲۵]	۲۴۰	۱۳۵	۱۹۱	۱۴۳	۱۳۲	۱۳۷	۱۱۶	۱۱۰	۱۱۳	۲۲۲	۱۷۴	۱۹۹	۲۵۳	۱۲۴	۱۹۰
[۲۶]	۳۳۱	۲۳۵	۲۸۷	۲۴۰	۲۲۵	۲۳۲	۱۱۵	۹۷	۱۰۷	۳۱۵	۲۷۵	۲۹۶	۳۴۴	۲۱۸	۲۹۳
[۲۷]	۲۷۸	۱۲۷	۲۰۹	۱۴۴	۱۲۰	۱۳۱	۱۴۴	۱۴۴	۱۴۴	۲۵۸	۱۹۷	۲۲۹	۲۹۱	۹۸	۲۱۳
[۱]	۲۴۸	۱۹۹	۲۲۷	۲۴۱	۱۸۳	۲۰۴	۰	۰	۰	۳۱۰	۲۶۹	۲۸۸	۲۹۸	۱۷	۲۲۲
[۲۹]	۲۶۸	۱۶۷	۲۲۱	۲۴۶	۲۲۹	۲۳۷	۱۴۴	۱۲۴	۱۳۳	۳۰۰	۲۷۰	۲۸۷	۲۱۳	۱۰۷	۱۷۴

قدردانی

نویسندگان از حمایت‌های مالی معاونت محترم پژوهشی پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، دانشگاه تبریز و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برخوردار بوده اند، که شایسته است سپاس و قدردانی خود را از آنان ابراز دارند.

برداشت

کلریت‌های موجود در دایک‌های Dk1a، DK1b، DK1c، ریزدیوریت و DK3 در دماهای به ترتیب ۲۲۱،۲۳۷،۱۳۳،۲۸۷ و ۱۷۴ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند. میانگین دمای تشکیل کلریت‌های دایک‌های تاخیری به میانگین دمای تشکیل کلریت‌های برآمده از دگرسانی در توده‌های مختلف نزدیک است. این امر نشان دهنده اثر سیال‌های گرمابی در تشکیل کلریت بوده است. همچنین، سیال‌های گرمابی برآمده از ماگما در شکل‌گیری کلریت مؤثر و از نوع کلریت‌های گرمابی بوده‌اند. بررسی روابط بین اکسیدهای تشکیل‌دهنده کلریت‌ها و دمای تبلور آن‌ها در دایک‌های تأخیری سونگون نشان می‌دهد که میان مقدار SiO2 و دمای تبلور آن‌ها همبستگی وارون و شدیدی وجود دارد، به طوری که با افزایش سیلیس، دمای تبلور کاهش می‌یابد به بیان دیگر، می‌توان گفت که کلریت‌هایی که در دماهای بیشتری تشکیل می‌شوند، سیلیس کمتری در ترکیب خود دارند. بررسی کلریت‌های دایک‌های تأخیری سونگون نشان داده است که همبستگی مثبت بسیار جالب‌توجهی بین مقدار Al در جایگاه چاروجهی و دمای تبلور کلریت‌ها وجود دارد، به طوری که مقدار Al(IV) با افزایش دما به‌طور منظم افزایش می‌یابد. کلریت‌های موجود در سنگ‌های با دگرسانی کمتر دارای مقدار Mg+Fe کمتری نسبت به کلریت‌های موجود در سنگ‌های با دگرسانی بیشتر هستند. افزایش شدت دگرسانی باعث کاهش AlVI و افزایش AlIV می‌شود. افزایش شدت دگرسانی گرمابی باعث کاهش AlVI فضاهای تهیجاها در جایگاه هشت وجهی و افزایشAlIV و مقدار کاتیون‌ها در جایگاه هشت وجهی می‌شود.

قدردانی

نویسندگان از حمایت های مالی معاونت پژوهشی پژوهشگاه میراث فرهنگی و گردشگری، دانشگاه تبریز و سازمان توسعه و نوسازی معادن و صنایع معدنی ایران (ایمیدرو) برخوردار بوده-اند، که شایسته است سپاس و قدردانی خود را از آنان ابراز دارند.

مراجع

[1] De Caritat P., Hutcheon I.A.N., Walshe J.L., *"Chlorite Geothermometry: A Review*", Clays Clay Miner. 1993, 41, 219–239.

[2] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *"Rock Forming Minerals: Layered Silicates Excluding Micas and Clay Minerals*", Volume 3B.; Geological Society of London, 2009.

[3] Zane A., Weiss Z., *"A Procedure for Classifying Rock-Forming Chlorites Based on Microprobe Data",* Rend. Lincei 1998, 9, 51–56, doi:10.1007/bf02904455.

[4] Cathelineau M., *"Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as Function of Temperature*", Clay Miner. 1988, 23, 471–485.

[5] Inoue A., Kurokawa K., Hatta T., *"Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System*", Southwestern Hokkaido, Japan. Resour. Geol. 2010, 60, 52–70.

[6] Bourdelle F., Parra T., Beyssac O., Chopin C., Vidal O., *"Clay Minerals as Geo-Thermometer: A Comparative Study Based on High Spatial Resolution Analyses of Illite and Chlorite in Gulf Coast Sandstones (Texas, USA)*", Am. Mineral. 2013, 98, 914–926.

[7] Inoue A., Meunier A., Patrier-Mas P., Rigault C., Beaufort D., Vieillard P., *"Application of Chemical Geothermometry to Low-Temperature Trioctahedral Chlorites*", Clays Clay Miner. 2009, 57, 371–382.

[8] Bourdelle F., Parra T., Chopin C., Beyssac O., *"A New Chlorite Geothermometer for Diagenetic to Low-Grade Metamorphic Conditions*", Contrib. to Mineral. Petrol. 2013, 165, 723–735.

[9] Shahrokhi S., *"Mineralogy, Geochemistry and Geothermometry of Chlorite in Malvak Area(South of Malayer-Iran)*", Sci. Q. J. Geosci. 2021, 31, 149–162, doi:10.22071/gsj.2020.211497.1734.

[10] Samerhe Alavi, Amir Ali Shabai S.N. F., *"Composition and Geothermometry of Chlorite Replacing Biotite in Naqadeh and Pasve Granitoid Intrusions. Iran*", J. Crystallogr. Mineral. 2014, 22.

[11] Alipour Emam Ali, *"R.I. Mineral Chemistry of Chlorite as a Method for Geothermometry of*

[23] Cathelineau M., Nieva D., *A Chlorite Solid Solution Geothermometer the Los Azufres (Mexico) Geothermal System*", Contrib. to Mineral. Petrol. 1985, 91, 235–244.

[24] Klein C., Hurlbut J.r., *"C.S. Manual of Mineralogy*", John Wiley & Sons. Inc., New York 1999.

[25] Kranidiotis P., MacLean W.H., *"Systematics of Chlorite Alteration at the Phelps Dodge Massive Sulfide Deposit, Matagami*", Quebec. Econ. Geol. 1987, 82, 1898–1911.

[26] Kavalieris I., Walshe J.L., Halley S., Harrold B.P., *"Dome-Related Gold Mineralization in the Pani Volcanic Complex, North Sulawesi, Indonesia; a Study of Geologic Relations*", Fluid Inclusions, and Chlorite Compositions. Econ. Geol. 1990, 85, 1208–1225.

[27] Jowett E.C., *"Fitting Iron and Magnesium into the Hydrothermal Chlorite Geothermometer. In Proceedings of the GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting",* Toronto, May 27-29, 1991, Program with Abstracts 16; 1991.

[28] Hillier S., Velde B., *"Octahedral Occupancy and the Chemical Composition of Diagenetic (Low-Temperature) Chlorites*", Clay Miner. 1991, 26, 149–168, doi:10.1180/claymin.1991.026.2.01.

[29] Zang W., Fyfe W.S., *"Chloritization of the Hydrothermally Altered Bedrock at the Igarapé Bahia Gold Deposit, Carajás*", Brazil. Miner. Depos. 1995, 30, 30–38.

[30] Xie X., Byerly G.R., Ferrell J.r., *"R.E. IIb Trioctahedral Chlorite from the Barberton Greenstone Belt: Crystal Structure and Rock Composition Constraints with Implications to Geothermometry*", Contrib. to Mineral. Petrol. 1997, 126, 275–291.

[31] El-Sharkawy M.F., *"Talc Mineralization of Ultramafic Affinity in the Eastern Desert of Egypt*", Miner. Depos. 2000, 35, 346–363.

[32] Klein E.L., Harris C., Giret A., Moura C.A. V., *"The Cipoeiro Gold Deposit, Gurupi Belt, Brazil: Geology, Chlorite Geochemistry, and Stable Isotope Study*", J. South Am. Earth Sci. 2007, 23, 242–255.

[33] Zimák J., Novotný P., Dobeš P., *"Hydrothermal Mineralization at Domašov Nad Bystřicí in the Nízký Jeseník Uplands*", Bull. Geosci. 2005, 80, 213–221.

[34] Nimis P., Tesalina S.G., Omenetto P., *Hydrothermal Alteration from Qezildash Sulfide Deposit*", NW IRAN. Iran. J. Crystallogr. Mineral. 2010, 18.

[12] Stocklin J., *"Structural History and Tectonics of Iran*", Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1968, 52, 1229–1258.

[13] Mehrpartou M., *"Contributions to the Geology*", Geochemistry, Ore Genesis and Fluid Inclusion Investigations on Sungun Cu-Mo Porphyry Deposit (North-West of Iran). 1993.

[14] Hassanpour S., *"Metallogeny and Mineralization of Copper and Gold in Arasbaran Zone (Eastern Azerbaijan)*", PhD Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran (in Persian with English abstract), 2010.

[15] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., *"Temporal–Spatial Distribution and Tectonic Setting of Porphyry Copper Deposits in Iran: Constraints from Zircon U–Pb and Molybdenite Re–Os Geochronology*", Ore Geol. Rev. 2015, 70, 385–406.

[16] Kamali A., Moayyed M., Amel N., Hosseinzadeh M.R., *"Mineralogy and Mineral Chemistry of Quartz-Dioritic Dykes of Sungun Mo-Cu Porphyry Deposit (NW Iran) Iran*", J. Crystallogr. Mineral. 2017, 25, 123–138.

[17] Kamali A.A.A.A., Moayyed M., Amel N., Mohammad F., Brenna M., Saumur B.M.B.M.B.M., Santos J.F.J.F., *"Mineralogy, Mineral Chemistry and Thermobarometry of Post-Mineralization Dykes of the Sungun Cu–Mo Porphyry Deposit (Northwest Iran)*", Open Geosci. 2020, 12, 764–790, doi:10.1515/geo-2020-0009.

[18] Collins L.G., *"Hydrothermal Differentiation*", Theophrastus Publication 1988.

[19] Kamali A., Moayyed M., Amel N., Hosseinzadeh M.R., *"Mineral Chemistry and Geochemistry of Lamprophyric Dykes in the Sungun Cu–Mo Porphyry Deposit (Varzaghan–Northwestern Iran)*", Ulum-I Zamin 2017, 26, 73–90.

[20] Hey M.H., *"A New Review of the Chlorites*", Mineral. Mag. J. Mineral. Soc. 1954, 30, 277–292.

[21] Ciesielczuk J.M., *"Chlorite of Hydrothermal Origin Formed in the Strzelin and Borów Granites (Fore-Sudetic Block, Poland)*", Geol. Q. 2012, 56, 333–344, doi: http://dx. doi. org/10.7306/gq. 1025.

[22] Chabu M., *"The Geochemistry of Phlogopite and Chlorite from the Kipushi Zn-Pb-Cu Deposit, Shaba, Zaire*", Can. Mineral. 1995, 33, 547–558.

Tartarotti P., Lerouge C., *"Phyllosilicate Minerals in the Hydrothermal Mafic–Ultramafic-Hosted Massive-Sulfide Deposit of Ivanovka (Southern Urals): Comparison with Modern Ocean Seafloor Analogues*", Contrib. to Mineral. Petrol. 2004, 147, 363–383.

[35] Zachariáš J., Novák T., *"Gold-Bearing Quartz Veins of the Bělčice Ore District, Bohemian Massif: Evidence for Incursion of Metamorphic Fluids into a Granodiorite Body and for Isothermal Mixing between Two Types of Metamorphic Fluids*", J. Geosci. 2009, 54, 57–72.

[36] Plissart G., Féménias O., Mãruntiu M., Diot H., Demaiffe D., *"Mineralogy and Geothermometry of Gabbro-Derived Listvenites in the Tisovita–Iuti Ophiolite, Southwestern Romania*", Can. Mineral. 2009, 47, 81–105.

[37] Grosch E.G., Vidal O., Abu-Alam T., McLoughlin N., *"P–T Constraints on the Metamorphic Evolution of the Paleoarchean Kromberg Type-Section, Barberton Greenstone Belt, South Africa",* J. Petrol. 2012, 53, 513–545.

[38] McDowell S.D., Elders W.A., *"Authigenic Layer Silicate Minerals in Borehole Elmore 1, Salton Sea Geothermal Field, California, USA*", Contrib. to Mineral. Petrol. 1980, 74, 293–310.